

Discontinuidades sedimentarias en la transición Cámbrico Inferior-Medio del manto del Esla, Zona Cantábrica

J.J. Álvaro¹, E. Vennin², E. Moreno-Eiris³, A. Perejón³ y T. Bechstädt⁴

1 UPRESA 8014 CNRS. Cité Scientifique SN5. Université de Lille I. 59655-Villeneuve d'Ascq.

2 Lab. Géologie, Muséum National d'Histoire Naturelle. 43, rue Buffon. 75005-Paris.

3 Depto. Paleontología. Instituto Geología Económica (UCM-CSIC). Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040-Madrid.

4 Geolog.-Paläontolog. Institut Universität Heidelberg. INF 234. 69120-Heidelberg.

ABSTRACT

In the Esla nappe, three major discontinuities have been recognized within the Láncara Formation. Discontinuity D1 is located at the top of the white bedded limestones. It is recognized as an erosive contact and marks a sharp change from a peritidal-dominant, homoclinal ramp to a ramp with oolitic and bioclastic shoals distinguished here as the grey lenticular limestones. Discontinuity D2 is placed at the top of the grey lenticular limestones and is the boundary between the lower and upper Láncara members. A discontinuous ferruginous level or hard ground marks the boundary in the Esla nappe. Discontinuity D3 is placed at the bottom of the griotte tectofacies. It marks a major tectonic pulse and the input of fine-grained siliciclastics. In some areas, it is not sharp but gradual. D3 is a diachronous boundary, dated in some areas of the Cantabrian platform. The D3 surface is easily recognisable in SW Europe as a tectonically induced contact reflecting the diachronous and progressive breakdown of some platforms in SW Europe.

Key words: sedimentology, paleoecology, discontinuities, Cambrian, Cantabrian Zone.

INTRODUCCIÓN

Recientemente, el conocimiento del límite Cámbrico Inferior-Medio en la región mediterránea ha experimentado un fuerte avance debido a la disparidad de disciplinas geológicas implicadas. La transición entre las dos primeras Series del Fanerozoico incluye, en el margen occidental perigondwánico, varios puntos de interés pluridisciplinarios, como (1) la extinción de una amplia gama de comunidades bentónicas, (2) la desaparición de las bioconstrucciones típicas del Cámbrico Inferior (caracterizadas por la colonización de las esponjas calcáreas de tipo arqueociatos) y la restricción de las comunidades microbianas (calcimicrobios), (3) la transición desde las faunas relativamente endémicas a las claramente cosmopolitas mediante un proceso combinado de especiación e inmigración, (4) la influencia de un episodio de inestabilidad tectónica (representado por la griotte cámbrica), y (5) el cambio de estilo sedimentario en las plataformas carbonatadas. Este último caso es analizado brevemente en este trabajo, donde se presenta un estudio de facies y sus discontinuidades sedimentarias en un sector de la plataforma cantabro-ibérica reconocido en el manto del Esla (Zona Cantábrica, NO de España) (Fig. 1).

La transición Cámbrico Inferior-Medio se reconoce en torno al límite entre los miembros inferior y superior de la

Formación Láncara (van der Meer Mohr, 1969). Zamarreño (1972) caracterizó las facies de ambos miembros y su distribución paleogeográfica. El miembro inferior (100-225 m de espesor) contiene dolomías amarillentas oolíticas, donde predominan "birdseyes", calcimicrobios y pelets. En algunas áreas, como en el manto del Esla, aparece un tramo superior de calizas grises lenticulares. Las calizas lenticulares grises contienen arqueociatos (Debrenne y Zamarreño, 1970), que han sido datados como Cámbrico Inferior terminal o «Unnamed Zone» de arqueociatos (Moreno-Eiris *et al.*, 1995). El miembro superior (1-40 m) comprende la Facies Beleño (calizas bioclásticas rosadas ricas en glauconita) y la Facies Barrios o "griotte", compuesta por una alternancia centimétrica de calizas nodulosas bioclásticas y lutitas, de tonos rojos y violáceos (0-30 m). La riqueza y diversidad de los trilobites encontrados en el miembro superior ha permitido reconocer el Cámbrico Medio basal (Sdzuy, 1971, 1995; Álvaro *et al.*, 1993).

El límite entre ambos miembros ha sido considerado tradicionalmente como una ruptura sedimentaria y faunística (Gietelink, 1973; van der Meer Mohr, 1969), lo que fue interpretado por Aramburu *et al.* (1992) como un límite de secuencia mayor entre la sucesión inferior regresiva (Herrería superior-Láncara inferior) y la tendencia superior transgresiva (Láncara superior-Oville inferior; Fig. 1C).

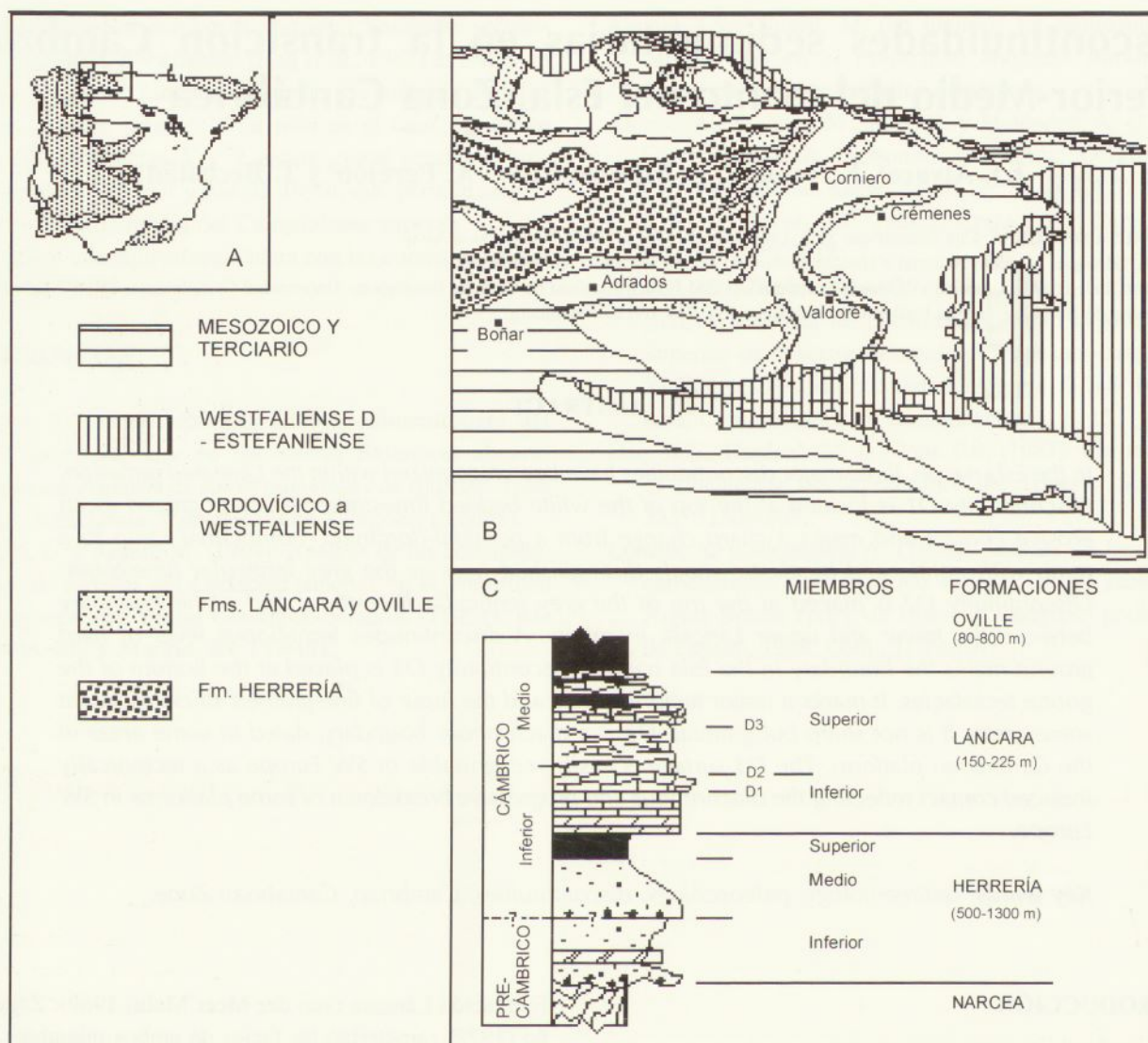


FIGURA 1: (A) Afloramientos pre-hercínicos de la Península Ibérica y en recuadro el área de estudio. (B) Esquema geológico de la zona Boñar-Crémenes. (C) Unidades estratigráficas de la transición Cámbrico Inferior – Cámbrico Medio (modificado de Aramburu et al., 1992) en el que se incluyen las discordancias D1, D2 y D3, propuestas en este trabajo.

CONTEXTO PALEOGEOGRÁFICO

(1) Las calizas blancas ricas en birdseyes representan una rampa homoclinal. Las facies distales contienen calizas bioclásticas cuyo contenido pone de manifiesto la influencia de las tormentas, mientras que las facies proximales muestran el desarrollo de medios peritidales, con una diversidad paleontológica baja, dominados por la colonización de calcimicrobios (*Proaulopora*, *Subtiflora* y estromatolitos). Estos medios peritidales muestran la alternancia de episodios de alta energía (que favorecieron el desarrollo de barras de grainstones oolíticos, peloidales y microbialíticos) alternando con episodios de calma energética que finalizaron con exposiciones subaéreas.

(2) El segundo episodio paleogeográfico (representado por las calizas grises lenticulares del manto del Esla) refleja la instalación de complejos barrera, compuestos por oolitos, bioclastos y una alta proporción de extraclastos de

cuarzo. La instalación de estos cinturones de alta energía (*foreshore* a *shoreface*) favoreció el desarrollo de ambientes protegidos dispersos, que permitieron el crecimiento de pequeñas bioconstrucciones de arqueociatos y calcimicrobios. Los arqueociatos son de tipo colonial ramificado (*Archaeocyathus*) y solitarios (*Pycnoidocyathus*), asociados con colonias bacterianas de tipo *Epiphyton*, *Renalcis* y *Girvanella*.

(3) La tercera fase marca el comienzo del Cámbrico Medio con el desarrollo de bioacumulaciones de equinodermos (encrinitas), trilobites, braquiópodos e hiolites, que presentan importantes variaciones laterales de espesor. Estos materiales se depositaron en medios submareales, de energía relativamente alta.

(4) Por último, la influencia siliciclástica aumentó gradualmente con la ruptura sinsedimentaria de la plataforma cantábrica y la sedimentación de la griotte sobre altofondos relativos. La sedimentación lutítica aumentó de proporción

y de espesor dando lugar al final de las plataformas carbonatadas cámbricas y al comienzo de la Formación Oville.

DISCONTINUIDADES SEDIMENTARIAS

Éstas delimitan las fases paleogeográficas descritas anteriormente.

(1) La primera discontinuidad, localizada, por el momento, únicamente en el manto del Esla, se sitúa entre las calizas blancas ricas en *birdseyes* y las grises lenticulares. Se caracteriza por la presencia de un contacto neto, de carácter erosivo, que marca el cambio brusco de medios de rampa homoclinal abierta a rampa con barreras oolíticas y bioclásticas.

(2) La segunda discontinuidad se localiza en el límite entre los miembros inferior y superior de la Formación Láncara y ha sido reconocida en toda la Zona Cantábrica (Zamarreño, 1972; Aramburu *et al.*, 1992). Este límite erosivo recubre un nivel discontinuo ferruginoso (de hasta 3 cm de espesor), cuya erosión ha generado los clastos ferruginosos que se encuentran en los primeros centímetros de la Facies Beleño. Recubriendo directamente esta discontinuidad, se observa una acumulación de pelets glauconíticos, así como de clastos provenientes de las calizas grises del Cámbrico Inferior. Esta discontinuidad marca el comienzo del Cámbrico Medio y es interpretado como una disconformidad mayor debido a su contacto erosivo y al retrabajamiento de las facies del Cámbrico Inferior incluidas en las calizas del Cámbrico Medio. El principal control de esta discontinuidad sería eustático, debido a su amplia distribución paleogeográfica, y al carácter transgresivo de las facies Beleño y de las formaciones de cuencas adyacentes (Península Ibérica, Francia y Cerdeña; Bechstädt y Boni, 1994; Álvaro y Vennin, 1996; Álvaro *et al.*, 1999).

(3) La última discontinuidad se sitúa a la base de la facies griotte. Marca el comienzo de un episodio de inestabilidad tectónica y el incremento progresivo de terrígenos. Esta discontinuidad, de carácter diacrónico, ha sido reconocida también en la región mediterránea por Bechstädt y Boni (1994), Aramburu *et al.* (1992), Russo y Bechstädt (1994) y Álvaro y Vennin (1996).

REFERENCIAS

Álvaro, J.J., Gozalo, R., Liñán, E. y Sdzuy, K. (1993): The palaeogeography of the northern Iberia at the Lower-Middle Cambrian transition. *Bull. Soc. géol. France* 164: 843-850.
 Álvaro, J.J. y Vennin, E. (1996): Tectonic control on Cambrian sedimentation in south-western Europe. *Eclog. Geol. Helv.* 89: 935-948.

Álvaro, J.J., Vizcaíno, D. y Vennin, E. (1999): Trilobite diversity patterns in the Middle Cambrian of south-western Europe: a comparative study. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 151: 241-254.
 Aramburu, C., Truyols, J., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Zamarreño, I., García-Ramos, J.C., Suárez de Centi, C. y Valenzuela, M. (1992): El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. En: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, UNEX Press, Mérida: 397-422.
 Bechstädt, T. y Boni, M. (eds.) (1994): *Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous Cambro-Ordovician of southwestern Sardinia*. *Serv. Geol. Naz., Mem. Descrittive Carta Geol. Italia*, vols. I-II, 434 p.
 Debrenne, F. y Zamarreño, I. (1970): Sur la découverte d'Archéocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Breviora. Geol. Astúrica* 14: 1-11.
 Gietelink, G. (1973): Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geol. Meded* 49: 125-144.
 Moreno-Eiris, E., Perejón, A., Rodríguez, S. y Falces, S. (1995): Paleozoic Cnidaria and Porifera from Sierra Morena. *Field Trip D*. En: Perejón, A. (Ed.), VII International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Madrid: 1-68.
 Russo, A. y Bechstädt, T. (1994): Evolución sedimentológica y paleogeográfica de la formación Vegadeo (Cámbrico Inferior-Medio) en la zona entre Visuña y Piedrafita do Caurel (Lugo, NO de España). *Rev. Soc. Geol. España* 7: 299-310.
 Sdzuy, K. (1971): La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ., sec. 1 (Geol.) 2: 769-782.
 Sdzuy, K. (1995): Acerca del conocimiento actual del Sistema Cámbrico y del límite Cámbrico Inferior-Medio en España. En: Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A. (Eds.), *Memorias de las IV Jornadas Aragonesas de Paleontología*. Institución 'Fernando el Católico' Press, Zaragoza: 253-264.
 Sdzuy, K. y Liñán, E. (1993): Rasgos paleogeográficos del Cámbrico Inferior y Medio del norte de España. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 18: 189-215.
 Van der Meer Mohr, C.G. (1969): The stratigraphy of the Cambrian Láncara Formation between the Luna river and the Esla river in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded* 43: 233-316.
 Zamarreño, I. (1972): Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos Geológicos, Univ. Oviedo* 5: 1-118.